

北上山地 "田老帯" および "岩泉帯" 南部の地質構造発達史

著者	山口 靖, 津嶋 春秋, 北村 信
雑誌名	東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告
巻	80
ページ	99-117
発行年	1979-03-29
URL	http://hdl.handle.net/10097/33198

北上山地“田老帯”および“岩泉帯”南部の 地質構造発達史

山口 靖*・津嶋春秋**・北村 信*

目 次

I. まえがき	99 頁	A-i. 田老型花崗閃緑岩	109 頁
II. 地質概説	100	A-ii. 宮古型花崗閃緑岩	109
III. 層序	101	A-III. 閃緑岩	109
III-1. 先宮古統堆積岩類	101	B. 斑岩類	109
A. 相沢層	102	C. 玢岩類	109
B. 中倉層	102	D. 超塩基性岩	110
C. 安家層	103	E. 黒雲母石英安山岩	110
D. 高屋敷層	103	V. 地質構造	110
E. 横木沢層	104	V-1. 褶曲構造	110
F. 腰廻層	105	V-2. 断層構造	110
G. 小本層	105	A. 白坂峠断層	110
H. 原地山層	106	B. 猿沢断層	111
III-2. 宮古層群	107	C. NE-SW方向の断層系	111
A. 羅賀層	107	VI. 田老断層および剪断帯	111
B. 田野畑層	107	VI-1. 剪断帯	111
C. 平井賀層	108	VI-2. 田老断層	113
IV. 火成岩類	108	VII. まとめ	114
A. 花崗岩類	109	引用文献	114

I. ま え が き

北上山地の中・古生界の岩相が、北部と南部とでいちじるしく異なることを最初に指摘したのは、湊(1950)である。その後、加納(1958)は、北上山地外縁部の地向斜区に対し“北上外縁帯”なる名称を提唱し、北上帯と区別した。吉田(1966)、島津ら(1970)、杉本(1972, 1974)は、北上山地の地質構造発達史の特徴をもとにして、これを南部北上帯・北部北上帯・岩泉帯・田老帯の4つの構造帯に区分した。本調査地域は、この区分による岩泉帯と田老帯にまたがる地域である。

本地域の海岸部には、化石を多産する宮古層群が分布し、これについては数多くの古生物学的・層位学的研究がなされてきた。一方、宮古層群に不整合で覆われる先宮古統についての研究としては、Yabe(1914)、Oishi(1940)の小本植物化石の研究があるにすぎなかった。石井ら(1953)は、層位学的研究に基づいて従来古生層とされていた地層の一部を中生層とし、原地山層を南部北上山地の大島噴出岩類に対比した。小貫ら(1960)は、鈴木(1957MS)の成果をもとにして、本地域の層序・地質時代についての見解を公表した。その後、杉本(1969)は、詳細な層序の検討

*東北大学理学部地質学古生物学教室

**国土防災技術株式会社

を行なって、この地域内に大規模な背斜構造の存在することを確認し、それまでとは大幅に異なる層序を確立した。そして、本地域内に小貫(1963)により“田老構造線”と命名された断層が存在することを示した。杉本(1972)は、“田老帯”と“岩泉帯”が“比較的近隣の地域に発達した地向斜でありながら、いくぶん異なった発達史をたどった”という意見を述べた。また“田老構造線”は両帯の境界としての位置を占め、原地山層堆積時の火成活動の場を規制したと推論した。吉田(1966, 1975)は、“田老構造線”を西南日本外帯の仏像構造線に対応させ、北部北上帯を秩父帯に、岩泉帯を三宝山帯に対比した。一方、加納(1950 a, 1950 b, 1958), 加納・武藤(1951)は、本地域に NNW-SSE 方向の雁行状配列を示す剪裂帯が存在することを指摘し、この剪裂帯と鉱床成因との関係を論じている。

このように、“岩泉帯”と“田老帯”を境する“田老構造線”については、いくつかの説明がなされてきているが、その位置・性格・活動時期については十分に解明されてはいなかった。筆者らは、この“田老構造線”の実態を明確にし、本地域の地質構造発達史をより明らかにすることを目的として研究を行ってきた。

本研究をすすめるにあたり、東北大学理学部地質学古生物学教室森 啓助教授には貴重な御意見・御助言をいただいた。また、東北大学教養部地学教室蟹沢聰史助教授・同理学部地質学古生物学教室福留高明博士には、岩石薄片の鑑定をお願いし、同時に有益な御意見をいただいた。東京大学総合研究資料館速水 格助教授・東北大学理学部地質学古生物学教室小笠原憲四郎博士には、軟体動物化石の鑑定をお願いした。このほか東北大学理学部地質学古生物学教室の各位からは、種々の御協力をいただいた。以上の方々に深く感謝する。

II. 地 質 概 説

本地域には、小貫(1963)が“田老構造線”と呼んだ断層があるが、この断層は後述の理由によって単に田老断層と呼ぶことに改める。田老断層は、ほぼ NS の走向をもって田野畑村七滝東方から岩泉町宮本、田老町加倉付近に延長され、同町末前付近で花崗閃緑岩体に断たれている。

田老断層の西側には、西傾斜の軸面をもつ等斜状背斜構造(槻の橋背斜)があり、その核芯部にはチャート为主とする相沢層が分布する。背斜の両翼部には、砂岩・頁岩为主とする中倉層が分布する。また、槻の橋背斜の東翼部では中倉層が田老断層に接するが、西翼部では石灰岩よりなる安家層、砂岩・頁岩为主とする高屋敷層が、中倉層の上位に分布している。

田老断層以東の地域では、小本川の北側に杉本(1969)が清水野背斜と命名した背斜構造がある。その西側、岩泉町日向～中島付近には、同じく大津賀山向斜と名づけられた向斜構造と、さらにひとつの背斜構造があって、その西翼部は田老断層に接している。本地域西端部の背斜構造は、小本川以南の田老町から宮古市に連続するもので、田老-宮古背斜と名付ける。この地域の層序は、下位よりチャート为主とする槇木沢層、砂岩为主とする腰廻層、黒色頁岩・凝灰質砂岩为主とする小本層および火山岩類よりなる原地山層に分けられる。

これらの地層は花崗閃緑岩の侵入をうけ、その熱変成作用を被り、花崗閃緑岩とともに宮古層群によって不整合に覆われている。宮古層群は SE 方向へ緩傾斜し、いちじるしく変形または強く変質していない。

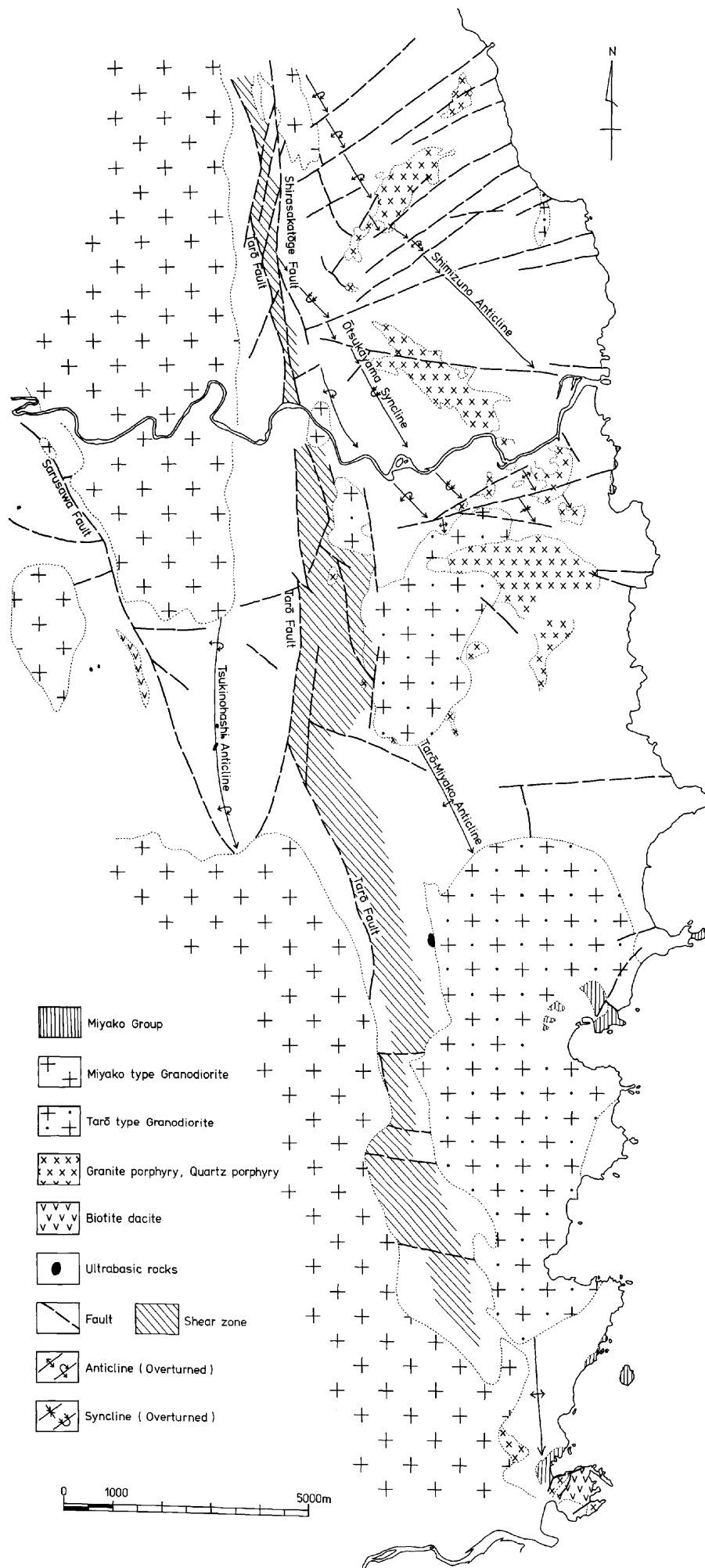


Fig. 2. Structural map.

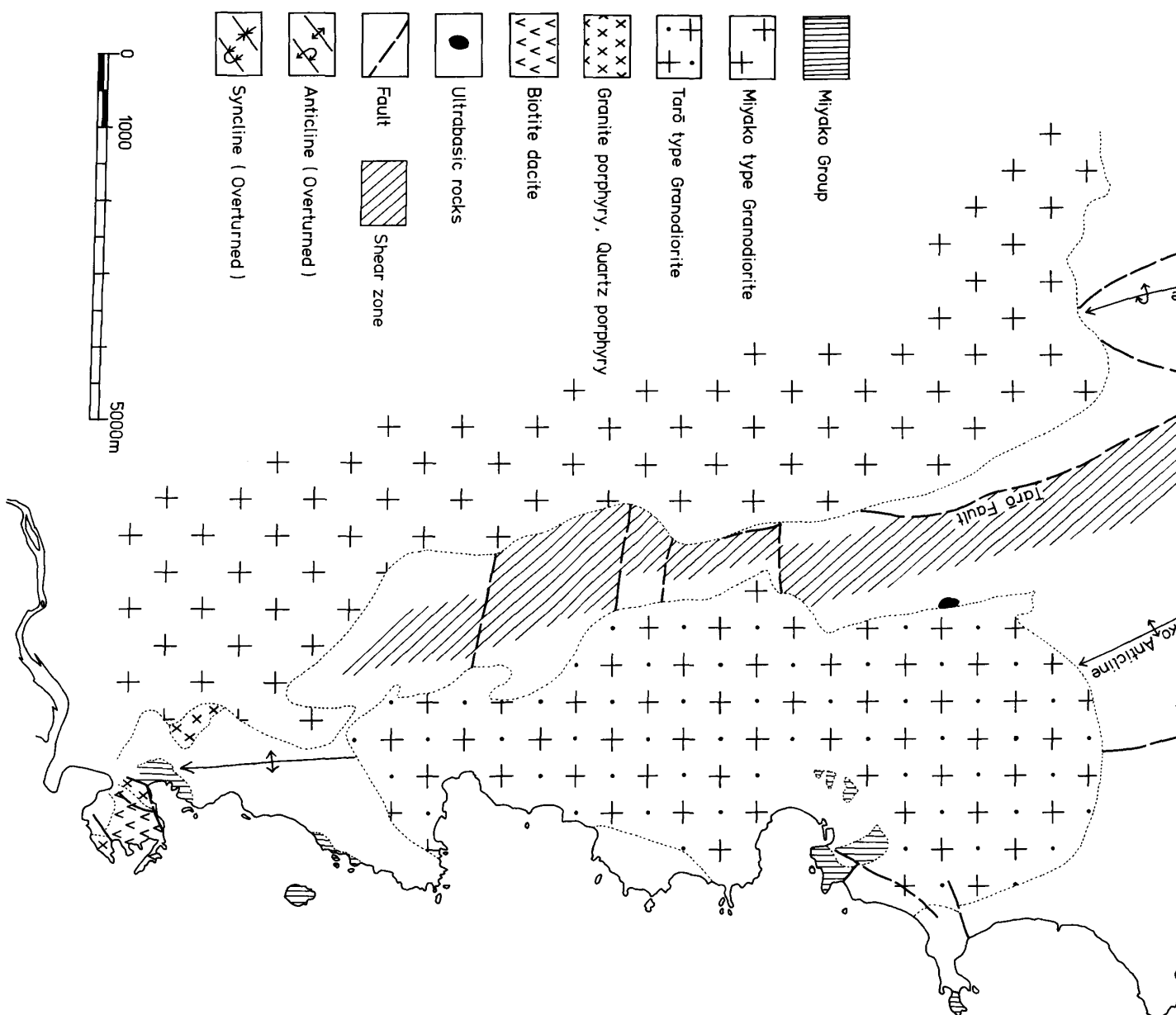
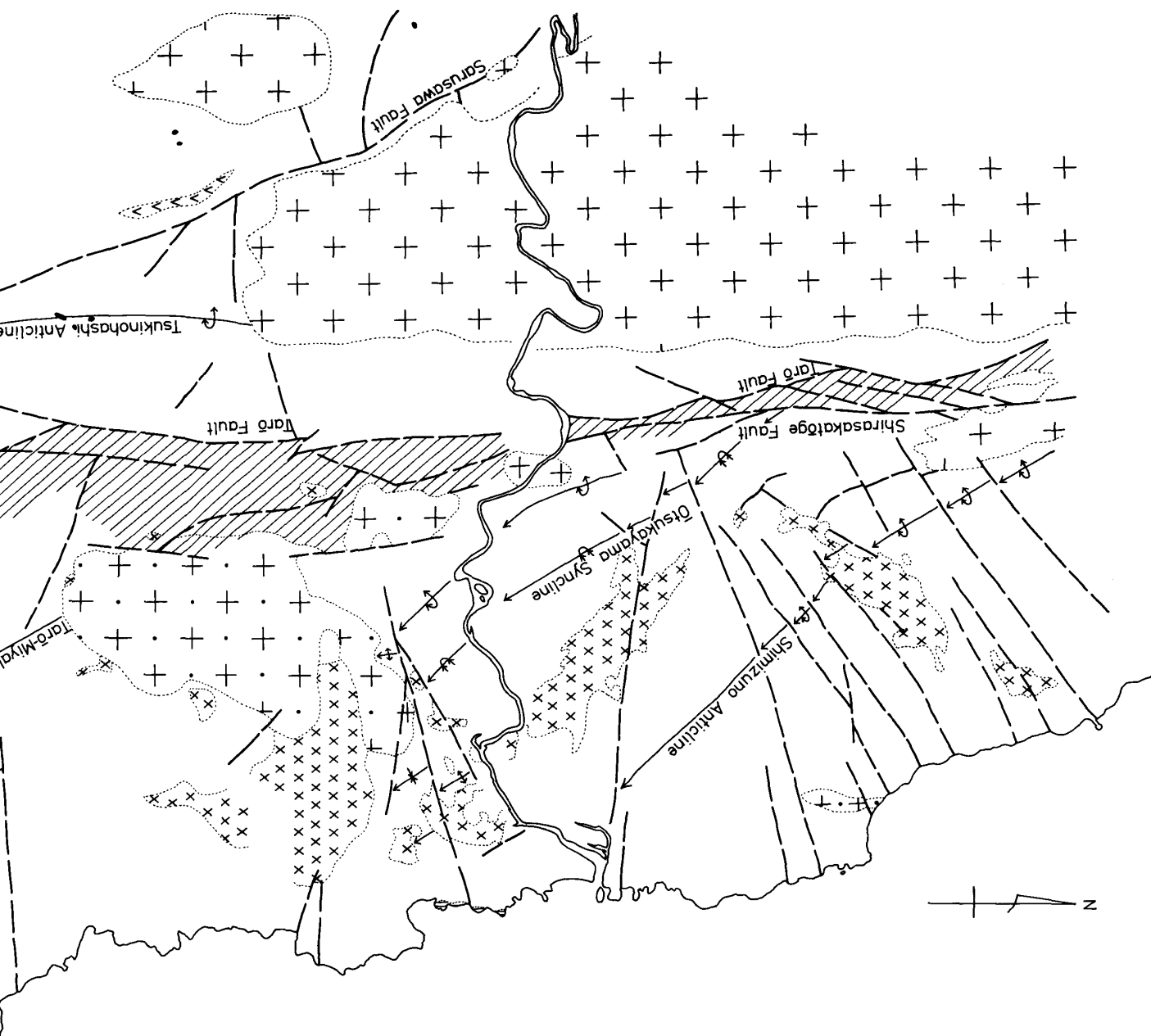


Fig. 2. Structural map.



Age	Formation	Column	Lithology	Thick- ness
QUAT.	Terrace deposits			
EARLY CRETACEOUS	Miyako G.	Hiraiga F.	calcareous sandstone	20 m+
		Tanohata F.	sandy shale sandstone with congl.	30~70 m
		Raga F.	conglomerate	0~30 m
	Harachiyama F.	V	tuffaceous sandstone black shale	3500 m+
		IV	dacite dacitic pyroclastic rocks	
		III	tuffaceous sandstone dacite	
		II	andesite	
	Omoto F.	I	black shale acidic fine tuff	400~600 m
LATE JURASSIC	Koshimeguri F.		arkosic sandstone bedded chert	800 m
	Magisawa F.		bedded chert	1800 m+
			alternation of sandstone and shale	
TRIASSIC ? — JURASSIC	fault		bedded chert	
	Takayashiki F.		arkosic sandstone black shale	2500 m+
			limestone bedded chert	
			arkosic sandstone	
	fault			
	Akka F.		limestone	400 m+
	Nakakura F.		arkosic sandstone black shale	600 m+
	Aizawa F.		bedded chert	500 m+

Fig. 3. Generalized stratigraphic sequence.

III. 層 序

III-1. 先宮古統堆積岩類

島津ら (1970) および杉本 (1974) は, “岩泉帯” と “田老帯” が異なる構造単元に属するものであるとの考えに基づき, 両帯の地層に対して異なる名称を与えている. すなわち, “岩泉帯” では茅森層群と岩泉層群という名称を用い, “田老帯” では陸中層群という名称を用いている. しかし, 後述するように田老断層は異なる構造帯の境界を画するようなものではなく, その両側に分布する地層は同じ堆積盆地に堆積した一連の地層である可能性が強いので, 本論文では島津ら

(1970) および杉本 (1974) が用いた層群名はあえて使用しないことにした。

A. 相沢層 (Aizawa Formation)

新称. 杉本 (1974) の赤鹿層西半部, 小貫ら (1960) の古生層の一部, 小貫 (1969) の松橋層の一部に相当する。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡岩泉町相沢～カリフ沢一帯。

〔層厚〕 500m+。

〔分布〕 田老断層の西側の槻の橋背斜の核芯部に分布する。

〔岩相〕 層状チャート为主とし, 安山岩質～玄武岩質凝灰岩・黒色頁岩・石灰岩を挟在する。槻の橋背斜東翼部では, 本層最上部に厚さ0～200mの連続性のよい結晶質石灰岩が発達する。

〔層位関係〕 下限は不明。上位の中倉層とは整合関係にある。

〔化石〕 未発見。

〔対比・時代〕 中倉層の項で述べる。

B. 中倉層 (Nakakura Formation)

新称. 杉本 (1974) の赤鹿層の一部, 小貫ら (1960) の古生層の一部, 小貫 (1969) の松橋層の一部に相当する。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡岩泉町下中倉北方中倉川周辺。

〔層厚〕 600m+。

〔分布〕 槻の橋背斜の両翼部に分布する。西翼部の本層は, 岩泉町申籠南方で猿沢断層によって断たれ, 高屋敷層と接する。東翼部のものは東限を田老断層に断たれ, 北は田野畑村松前沢から南は田老鉦山南方まで南北に細長く分布する。

〔岩相〕 砂岩・頁岩が卓越する。槻の橋背斜西翼部における本層は, 黒色頁岩片を含む粗粒～中粒の塊状アルコース質砂岩を主体とし, 上部は黒色頁岩よりなる。東翼部のものは, 最下部に淘汰の悪い粗粒砂岩を発達させ, 黒色頁岩・チャートの角礫片を含む。その上位には黒色頁岩層が重なる。この黒色頁岩層は, 北部では砂質となり, 猿山東方で砂岩に側方変化している。

〔層位関係〕 下位の相沢層とは整合関係にある。

〔化石〕 未発見。

〔対比・時代〕 杉本 (1974) は, いわゆる“岩泉帯”の層序を, 下位より木沢畑層・間木平層 (以上茅森層群)・沢山川層・安家層・高屋敷層・関層・合戦場層・大鳥層・大坂本層 (以上岩泉層群) に区分した。これらのうち, 本地域の安家層は特徴的な厚い石灰岩層よりなり, 模式地まで連続することが確かめられている。安家層の下位には, 安山岩質熔岩・同質火山碎屑岩よりなる沢山川層があり, 不整合関係で下位の間木平層と接するとされている。しかし, 本地域では安家層の下位に沢山川層に相当する岩相はみられず, 安家層とその下位の中倉層とは整合関係にある。沢山川層は, 模式地で600mの層厚をもっているが, 石田 (1965MS), 工藤 (1965MS), 海野 (1965MS) によれば, 南にゆくほど層厚を減ずる傾向があり, 小本川以南では欠如している。

砂岩・頁岩卓越層の中倉層は岩相的に間木平層に似ており, チャート卓越層の相沢層は木沢畑層に似ている。間木平層・木沢畑層からは, 村田・杉本 (1971) により後期三疊紀コノドント化石が報告されている。しかし, 中倉層と間木平層, 相沢層と木沢畑層を対比する積極的根拠はまだない。ここでは, 相沢層・中倉層の時代は, 三疊紀～ジュラ紀? としておく。

C. 安家層 (Akka Formation)

白井(1952MS)の命名による。

〔模式地〕 白井(1952MS)は岩手県下閉伊郡岩泉町安家元村としたが、杉本(1974)により久慈市山根町滝一川又橋西方の県道沿いに変更された。

〔層厚〕 400m+。

〔分布〕 岩泉町猿沢～荷内川において、猿沢断層と田野畑花崗閃緑岩体にはさまれて分布する。

〔岩相〕 結晶質石灰岩よりなり、下部ではチャートを厚さ5～10cmの薄層あるいはブーディン状にはさむ。

〔層位関係〕 下位の中倉層とは整合関係にある。

〔化石〕 未発見。

〔時代〕 杉本(1974)は、本層の下位の沢山川層から中生代(ジュラ紀?)を示す石灰藻化石を報告し、その上位の本層の時代をジュラ紀とした。

D. 高屋敷層 (Takayashiki Formation)

白井(1952MS)の命名、杉本(1974)の再定義による。小貫(1969)の岩泉層に相当する。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡岩泉町安家、立白東方の県道沿い。

〔層厚〕 2500m+。

〔分布〕 本調査地域西部の岩泉町宮ノ沢上流～高清水～上中倉西方に分布する。

〔岩相〕 全般的には砂岩・頁岩が卓越するが、チャート・石灰岩レンズ・玄武岩質凝灰岩などを挟在し、層相変化がいちじるしい。下部は粗粒アルコース質砂岩・黒色頁岩よりなる。中部は層状チャート・結晶質石灰岩が卓越する。上部は黒色頁岩片を含む灰白色の塊状粗粒アルコース質砂岩・黒色頁岩よりなる。砂岩の構成粒子は石英とカリ長石が圧倒的に多く、岩石片をほとんど含まない(Fig. 4)。

〔層位関係〕 本地域では下位の安家層と断層関係にある。

〔化石〕 本層の北西延長部にあたる岩泉町見返橋付近の礫岩中の石灰岩礫から、長谷(1952MS)、工藤(1965MS)、海野(1965MS)は、下記のような化石を報告している。

長谷(1952MS)

Neoschwagerina sp.

Verbeekina sp.

Eugyra? sp.

Thecosmilia sp.

Thamnasteroid coral

Microsolena sp.

Stylosmilia sp.

Spongiomorpha (*Heptastylopsis*) sp.

Spongiomorpha sp.

Stromatopora sp.

Perisphinctes sp.

工藤(1965MS)、海野(1965MS)

Aplosmilia sp.

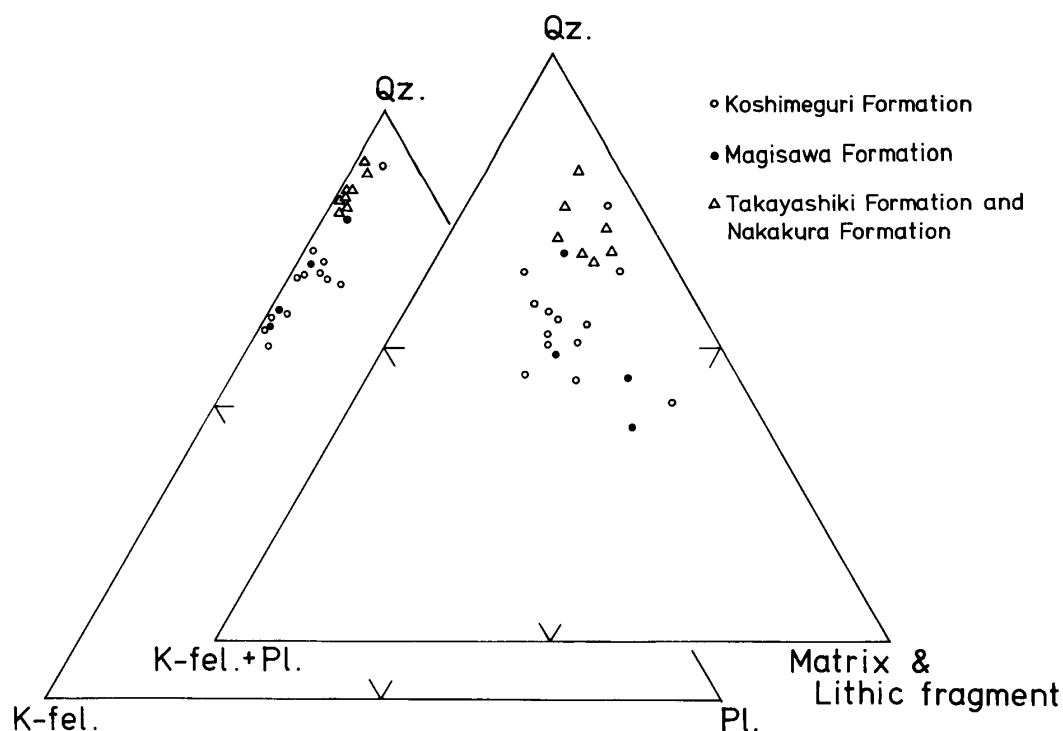


Fig. 4. The modal compositions of the arkosic sandstones in the studied area.
Qz: quartz, K-fel: potash feldspar, Pl: plagioclase.

Diplarea? sp.

Enallheilia sp.

Stylina sp.

Stylosmilia sp.

Thamnasteria sp.

Stromatopora sp.

Stromatoporellina sp.

また、島津ら（1970）は、本層の北西延長部の岩泉町白土の石灰岩中から、六射珊瑚類、層孔虫を報告している。

〔対比・時代〕 小貫（1969）は、古生代有孔虫を含む礫は *derive* であり、中生代珊瑚、層孔虫は礫状石灰岩に含まれていると判断して、本層を上部ジュラ系鳥ノ巣統に対比した。

E. 槇木沢層 (Magisawa Formation)

杉本（1974）の命名による。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡田野畑村槇木沢中流域。

〔層厚〕 1800m+。

〔分布〕 田老断層の東側の清水野背斜の核芯部に分布する。

〔岩相〕 全体としてはチャートが卓越している。下部は 550m+ で、白色～灰黒色の層状チャートを主とし、珪質頁岩を挟在する。中部は 600m で、砂岩が卓越する。砂岩は長石グレイワッケ質からアルコース質で (Fig. 4)、黒色頁岩と互層するところや黒色頁岩片を含むところがある。上部は 650m で、層状チャートよりなる。

〔層位関係〕 本層は背斜の核芯部をなして分布しているため、下位層との関係は不明である。田老断層以西地域の相沢層から高屋敷層までの地層中には石灰岩・玄武岩質凝灰岩を挟んでいるのに対して、東側地域の槇木沢層以上の地層中にはこれらを挟んでいない。また、原地山層にみられるような多量の火山岩類の分布は、田老断層以東地域に限られている。これらのことより、槇木沢層は少なくとも高屋敷層より上位の層準に相当すると考えられる。

〔化石〕 未発見。

〔時代〕 杉本（1969, 1974）は、上位の腰廻層、小本層との層位的関係から、本層の時代をジュラ紀とした。

F. 腰廻層 (Koshimeguri Formation)

杉本（1969）の命名による。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡岩泉町字腰廻周辺。

〔層厚〕 800m。

〔分布〕 東側海岸部では、清水野背斜の東翼部に下位の槇木沢層の分布をとり囲むように分布する。また、小本川両岸に広く分布している。

〔岩相〕 優白色のアルコース質砂岩を主とし、東側海岸部では厚さ 100m 前後の層状チャート中部にはさむ。砂岩は黒色頁岩と互層するところと、黒色頁岩片を含むところとがある。砂岩の構成粒子は、石英・カリ長石（マイクロクリンを含む）が多く、岩石片は少ない (Fig. 4)。

〔層位関係〕 下位の槇木沢層と整合関係にある。

〔化石〕 長谷（1956）は、小本南西の小沢の石灰岩レンズより、上部ジュラ系鳥ノ巣統に特有とみなされる下記の化石を報告している。

Microsolena sp.

Thamnasteria sp.

Stylosmilia sp.

Spongiomorpha sp.

Stromatopora sp.

〔対比・時代〕 小貫ら（1960）は、本層の一部に相当する岩泉層を、相馬地方の上部ジュラ系中ノ沢層 (Oxfordian—Kimmeridgian) に対比した。その後、杉本（1969）は上位の小本層との関係から、本層の上限は Tithonian にわたるとした。

G. 小本層 (Omoto Formation)

杉本（1969）は、暗紫色塊状チャートおよび白色細粒凝灰質砂岩を鍵層として追跡し、これを本層の基底とした。また、原地山層と同質の安山岩類中の水成碎屑岩薄層の上限をもって上位の原地山層との境界とした。本層の下限については杉本（1969）に従うが、上限については、水成碎屑岩薄層の上限の認識が実際には困難な場合が少なくないため、次のように再定義する。すなわち、小本層は植物化石を含む黒色頁岩・砂岩などの正規堆積物および基底部の酸性細粒凝灰岩よりなるもので、安山岩質凝灰岩・同質熔岩などの原地山層に特有な岩相と指交関係にあるものとする。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡岩泉町大字小本南方の旧国道沿い。

〔層厚〕 400～600m。

〔分布〕 水尻崎から小本市街南方、小成、豊岡付近にかけて分布する。さらに、胡桃畑花崗

閃緑岩体の縁に沿って分布する。また、中里南方、小田の沢上流、白坂峠付近にも本層の分布をみるが、これらは杉本（1974）が岩泉層群赤鹿層としていたものの一部に相当する。

〔岩相〕 小本層の岩相は側方変化がいちじるしい。模式地付近では、本層の黒色頁岩が原地山層の安山岩類と数10m単位の厚さで互層している。大后口沢下流では、本層基底部に白色の酸性砂質細粒凝灰岩が発達し、この上位に砂岩・頁岩・黒色頁岩と細粒凝灰岩の互層が重なる。さらに、灰緑色凝灰質砂岩中に原地山層の安山岩類の舌状部を挟みつつ重なり、さらに上位には安山岩類中に本層の黒色頁岩と中粒砂岩との互層が挟まれている。

〔層位関係〕 下位の腰廻層とは整合関係にある。本層の中～上部は原地山層最下部と指交関係にある。

〔化石〕 小本市街南方の旧国道沿いの露頭の黒色頁岩中から植物化石を、小本川河口南岸の砂岩中から軟体動物化石をそれぞれ採集した。

植物化石

Cladophlebis exiliformis (Geyler) Oishi

Cladophlebis sp.

Nilsonia sp.

Onychiopsis elongata (Geyler) Yokoyama

Zamiophyllum sp.

軟体動物化石

Gervillaria aff. *haradae* (Yokoyama)

Gryphaea sp.

Exogyra sp.

Lopha sp.

Eriphyla cf. *pulchella* Hayami

Eomiodon sp.

Isodomella cf. *shiroiensis* (Yabe and Nagao)

Thracia ? sp.

Cerithium sp.

Bathraspira sp.

〔対比・時代〕 Yabe (1914) は、本層産の植物化石を領石植物化石群に対比した。また、小貫ら（1960）は本層を南部北上山地の鮎川層・十三浜層群に対比した。その後、杉本（1969）は本層の時代を Berriasian—Valanginian とみなした。

H. 原地山層 (Harachiyama Formation)

石井ら（1953）の命名による。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡田老町原地山付近。

〔層厚〕 3500m+。

〔分布〕 摂待川以北では、清水野背斜および田老—宮古背斜の両翼部に分布する。摂待川以南では、田老断層より東側の広い地域に分布し、田老—宮古背斜を形成している。

〔岩相〕 ほとんどが火山噴出岩類よりなり、岩相的特徴によって下位より I～V 層に区分される。

I 層 厚さ 800～1200m。暗緑色の輝石安山岩類よりなり、下部は小本層と指交関係にある。

斑晶の普通輝石が残っているものもあるが、アクチノ閃石化・緑簾石化・緑泥石化がいちじるしい。斜長石はアルバイト化している。石基中には、変成鉱物として緑泥石・緑簾石・絹雲母・アクチノ閃石・方解石・白チタン石が生じている。田野畑村猿山東方では、花崗閃緑岩体の熱変成作用により黒雲母普通角閃石ホルンフェルス化している。

II層 厚さ0～1100m。石英安山岩質熔岩・同質火山礫凝灰岩などからなる。斑晶として斜長石・普通角閃石を含むが、後者は緑泥石化している。

III層 厚さ200～700m。灰緑色～灰色～灰紫色の凝灰質砂岩が卓越する。また、珪質頁岩・石英安山岩質細粒凝灰岩・同質凝灰角礫岩などを挟在する。凝灰質砂岩は層理がよく発達し、石英・斜長石の破片を多く含む。変成鉱物として緑泥石・絹雲母・黒雲母を生じている。

IV層 厚さ1500m。無層理の安山岩質～流紋岩質岩石よりなる。斜長石の斑晶がみられる。変成鉱物として緑簾石・緑泥石・絹雲母などを生じている。また、黒色頁岩・珪質頁岩・酸性細粒凝灰岩などの薄層を数層挟む。

V層 厚さ400m+。III層と類似の岩相を示す。

〔層位関係〕 下位の小本層とは整合関係にある。

〔化石〕 未発見。

〔対比・時代〕 小貫ら(1960)は、岩相上の特徴および小本層との層位関係から、本層を南部北上山地の山鳥層・新月層・鼎ヶ浦層・大船渡層群箱根山層に対比した。また、杉本(1974)は、北部北上山地の鮫噴出岩類および三崎酸性火山岩類を原地山層相当層とした。本層の時代は、杉本(1969)により Hauterivian とされている。

III-2. 宮古層群

宮古層群についてはこれまで多くの研究がなされてきた。近年、花井ら(1968)は、宮古層群を下位より羅賀層・田野畑層・平井賀層・明戸層に区分した。明戸層以上の地層については今回調査しなかった。多産する保存の良い化石により、宮古層群の時代はlate Aptian—early Albianに相当することが知られている(花井ら, 1968)。

A. 羅賀層(Raga Formation)

花井ら(1968)の命名による。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡田野畑村平井賀。

〔層厚〕 0～30m。

〔分布〕 島越・田老周辺・真崎・蛸ノ浜周辺・宮古港付近。

〔岩相〕 淘汰の悪い礫岩よりなる。礫は中礫～巨礫で、礫種は原地山層の火山岩類・花崗岩類・砂岩・頁岩・チャートなどからなる。

〔層位関係〕 島越付近では腰廻層を、田老・真崎・蛸ノ浜などでは原地山層および田老花崗閃緑岩体を不整合に覆う。

B. 田野畑層(Tanohata Formation)

花井ら(1968)の命名による。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡田野畑村平井賀海岸。

〔層厚〕 30～70m。

〔分布〕 島越・茂師海岸・真崎・田老周辺・崎山潮吹穴・日出島海岸・蛸ノ浜付近。

〔岩相〕 下部は層理の発達した含礫粗粒砂岩を主とする。中部は偽層の発達した中～粗粒砂岩、上部は泥質細粒砂岩・砂質頁岩と粗粒砂岩の互層よりなる。

〔層位関係〕 真崎・田老周辺・蛸ノ浜などでは、羅賀層の上位に整合に重なる。茂師・崎山・日出島海岸などでは、下位の羅賀層を欠いて本層が直接原地山層の火山岩類を傾斜不整合で覆う。

C. 平井賀層(Hiraiga Formation)

花井ら(1968)の命名による。

〔模式地〕 岩手県下閉伊郡田野畑村平井賀海岸。

〔層厚〕 真崎においては20m+である。

〔分布〕 真崎付近。

〔岩相〕 真崎における本層下部は、細礫質粗粒砂岩～細礫岩からなる。

〔層位関係〕 下位の田野畑層とは整合関係にある。

IV. 火 成 岩 類

先宮古統の地向斜性堆積物の最上位層は、火山岩類を主とする原地山層からなる。その下位の小本層堆積時には、海域はすでにより浅化していたことが明らかで、北部北上山地の地向斜性堆積盆地は、原地山層の火山碎屑物によって急速に埋積されたと考えられる。この陸化に引き続いて花崗岩類の進入を伴った激しい造構運動が起ったと解釈されている。

花崗岩類は、石井ら(1953)により2つに分類されている。すなわち、その1つは白色、粗粒なもので、本地域の西部に大きな岩体をなして分布し、宮古型花崗閃緑岩と呼ばれている。他は細粒でやや赤色を帯び、本地域東部に小さな岩体として分布し、田老型花崗閃緑岩と呼ばれている。田老型と宮古型の花崗閃緑岩の分布の境界はほぼ田老断層の位置に相当するが、田野畑村浜岩泉以北および田老町末前以南では、宮古型花崗閃緑岩が田老断層以東にはみ出して分布している。田老型花崗閃緑岩と宮古型花崗閃緑岩の進入の前後関係については、前者のほうがやや早く、それに引き続いて後者が進入したと考えられる。その理由として、本間(1962)は、田老型花崗閃緑岩の中里岩体が宮古型花崗閃緑岩の宮古岩体および田野畑岩体による熱変成作用を受けていることをあげている。島津ら(1970)は、田老型花崗閃緑岩による接触変成域が宮古型花崗閃緑岩の接触変成域によって切られていると述べている。また、田老型花崗閃緑岩は背斜の軸部に分布するものが多く、褶曲構造と調和的な分布をもつものに対して、宮古型花崗閃緑岩は褶曲構造と非調和的進入関係にある。

河野・植田(1965)、柴田ら(1977)は、各岩体の絶対年代として次の値を得たことを報告している。

	K-Ar 法	Rb-Sr 法
田老型花崗閃緑岩		
田老岩体	121*	128±12**
胡桃畑岩体	114*	
宮古型花崗閃緑岩		
宮古岩体	112*・113±3**	121±6**
田野畑岩体	112～122*	
高清水岩体	120*	

*河野・植田(1956)

**柴田ら(1977)

単位は m.y.

A. 花崗岩類

A-i. 田老型花崗閃緑岩

田老岩体(東西4km, 南北13km)・胡桃畑岩体(2.5km, 5km)・中里岩体(1km, 1.5km)・日向岩体(0.5km, 1km)・青鹿沢岩体(0.3km, 1km)がこれに属する。いずれの岩体内でも色・粒度などの変化がいちじるしく、捕獲岩を多量に含むところ、花崗斑岩に漸移するところなどがある。田老岩体・胡桃畑岩体・中里岩体は、西縁部に閃緑岩質の部分に伴う。また、松坂鉦山跡付近では、胡桃畑岩体の一部がミロナイト化しているのが観察される。

A-ii. 宮古型花崗閃緑岩

本地域では宮古岩体(東南16km, 南北30km)・田野畑岩体(10km, 30km)・高清水岩体(1.5km, 3km)がこれに属する。

宮古岩体は、中粒～粗粒のほぼ均質な普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩からなる。

田野畑岩体は、石井ら(1955)によれば6つの型に分類できる複合岩体であるという。本地域で認められるのは、茂市型普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩と乙茂型普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩である。茂市型は岩体の周縁部を占め、乙茂型に比較して細粒で捕獲岩を多く含む。乙茂型は優白色均質で非常に粗粒であり、直径1cm大の黒雲母自形結晶を含む。

高清水岩体は、中粒で淡褐色を帯びた黒雲母花崗閃緑岩ないし黒雲母アダメロ岩からなる。

A-iii. 閃緑岩

上中倉西方の高屋敷層分布地域には、極細粒な黒雲母普通角閃石閃緑岩の脈岩が分布する。

花崗岩類の他に、貫入岩類として斑岩・玢岩・超塩基性岩などがあるが、これらはいずれも花崗閃緑岩による熱変成作用を被っている。斑岩は石英斑岩・花崗斑岩を主とし、前者は原地山層の石英安山岩に似ており、後者は田老型花崗閃緑岩に漸移するところがある。石英斑岩と花崗斑岩は互いに漸移的に変化し、この両者が原地山層堆積時の火山活動から花崗閃緑岩侵入までの一連の火成活動に由来したものであることを示唆しているといえよう。

宮古市浄土ヶ浜および岩泉町中倉付近には、黒雲母石英安山岩が分布する。これは花崗閃緑岩の熱変成作用をうけておらず、浄土ヶ浜では宮古層群を貫いているのが観察される。したがって、この貫入時期は宮古層群堆積後である。柴田ら(1977)は、浄土ヶ浜の本岩のK-Ar法による絶対年代として、50m.y.という値を報告している。

B. 斑岩類

斑岩類は田老断層以東の地域に分布し、脈岩状のものから長軸方向3km、短軸方向1～2kmの大きな岩体まで認められる。これらは石英斑岩・花崗斑岩を主とするが、両者は互いに漸移的である。斑晶に斜長石、まれに黒雲母をもつが、有色鉱物は緑泥石化し、斜長石はアルバイト化している。文象構造がしばしば見られる。

C. 玢岩類

玢岩類は小規模な脈岩として分布し、北部では普通輝石普通角閃石玢岩が多く、中～南部では黒雲母普通角閃石閃緑岩質玢岩が多い。これらは花崗閃緑岩による熱変成作用をうけ、普通角閃石・黒雲母が晶出しているものもある。

D. 超塩基性岩

本地域西部に小規模な脈岩として分布する超塩基性岩は、槻の橋背斜の軸部にとくに集中し、そのほか下中倉周辺・大館山付近などにも分布する。槻の橋背斜の軸部の超塩基性岩は、カンラン石クリノパイロクシナイト (wehrlite) およびホルンブレンドカンラン岩 (cortlandtite) である。下中倉周辺の超塩基性岩は、トレモロ閃石化している。また、大館山付近のものはカンラン岩起源の蛇紋岩である。

E. 黒雲母石英安山岩

この岩石は、岩泉町下中倉付近および宮古市浄土ヶ浜に分布する。前者は東西150m・南北2km、後者は東西1.5km・南北1kmの岩体である。ともに白色で、斑晶として黒雲母・石英・斜長石を含む。浄土ヶ浜の本岩には流理構造が発達し、東側に張り出した半ドーム構造をなす。

V. 地 質 構 造

V-1. 褶曲構造

本地域には軸面が西へ傾斜した逆転褶曲構造・等斜褶曲構造が、特徴的に発達している。小本川以北の地域には清水野背斜がある。背斜の東翼部は西傾斜で東側が上位の逆転した層序を示している。背斜軸は NNW-SSE 方向で南へプランジしている。軸面の傾斜は北部では $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{W}$ であるが、南にゆくにつれて急傾斜になり、清水野付近では $60^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{W}$ である。背斜軸のプランジについても、北部では $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{S}$ であるが、小本川北岸では $50^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{S}$ と急傾斜になる。

清水野背斜の西には大津賀山向斜がある。これも軸面は約 60° 西へ傾斜し、軸は NW-SE 方向で南へプランジしている。

清水野背斜・大津賀山向斜は、ともに小本川以南で不明瞭になり、代って田老-宮古背斜が田老断層以東の地域で一大背斜構造を形成している。背斜軸は岩泉町日向から田老町原地山南西、宮古市崎山へと延び、軸部には胡桃畑花崗閃緑岩体・田老花崗閃緑岩体が迸入している。軸は南へゆるくプランジし、軸の方向は北部では NNW-SSE であるが、宮古市大沢以南では NS 方向となる。背斜の東翼部は、北部では西傾斜で逆転しているが、南部では東傾斜の正常な重なりを示すようになる。

田老断層以西の地域には槻の橋背斜がある。軸面は西へ 70° 傾斜し、軸は南へプランジしている。軸部付近に超塩基性岩が貫入している。

V-2. 断層構造

本地域内でもっとも変位量が大きい断層は田老断層であるが、これについては項を改めて述べる。

A. 白坂峠断層 (Shirasakatôge Fault)

杉本 (1969) は、白坂峠付近の断層を“田老構造線”とした。しかし、この断層より西側にも腰廻層上部から原地山層下部が分布している。また、断層面の形態が断層粘土・断層角礫を伴ったものであるという点で、田老町加倉西方で確認される田老断層とは性格を異にする。この断層に対しては、本論文で新たに白坂峠断層と命名する。

白坂峠断層の断層面は、白坂峠において $\text{N}8^{\circ}\text{E}$, 66°W の走向・傾斜を示す。白坂峠の北北東に

は白坂峠断層と平行する断層が露頭で観察され、榎木沢層の層状チャートの引きずりが認められる。その引きずりの方向は、この断層による相対的な西側の落ちを示している。また、白坂峠断層の両側における小本層基底の凝灰岩のオフセットから判断すると、この断層の動きのセンスは、右ずれあるいは西落ちと考えられる。

白坂峠断層は白坂峠より北方へ追跡することができ、オマルペ沢下流で宮古型花崗閃緑岩を切っているのが観察される。その状況から、この断層は花崗閃緑岩が十分冷却した後に活動したものとみなされる。

B. 猿沢断層 (Sarusawa Fault)

本断層は、岩泉町猿沢西方、中倉、槻の橋付近へと追跡される。岩泉町中倉以南では、安家層・中倉層が欠如し、高屋敷層と相沢層が猿沢断層を境として接している。また、花崗閃緑岩によって本断層の延長が断たれていることより、断層の活動時期は花崗閃緑岩侵入以前で、褶曲構造形成時であると考えられる。

C. NE-SW 方向の断層系

白坂峠断層以東の小本川以北地域には、北へ急傾斜した $N60^{\circ}\sim 70^{\circ}E$ 方向の断層系が卓越している。この地域の地層は西傾斜であるが、これらの断層によって鍵層や岩相の境界がみかけ上右ずれの動きを示している。また、地質図をみると南へプランジする清水野背斜の核芯部が、やや不自然に細長く伸びている。これらのことより、この NE-SW 方向の断層系は、北落ちの正断層系であると考えられる。

田野畑村イライケ沢では、方解石で膠結された断層角礫が、約 500m にわたって追跡される。鏡下で観察されるこの断層角礫の変成鉱物および粒子の破壊のようすから、断層の活動時期には本地域の岩石はもはや高温を保ってはいなかったとみられる。この NE-SW の断層系と似た傾向を示す断層として、田野畑花崗閃緑岩体中のアプライト脈を切る小断層系がある。これらの小断層は露頭観察では正断層であり、花崗閃緑岩体が十分冷却した後に形成されたものと判断される (Fig. 5)。これらのことより、この NE-SW の断層系は、花崗閃緑岩体の冷却後に形成されたと考えられる。また、白坂峠断層はこの断層系によって切られていないので、白坂峠断層がより後期に活動したことがわかる。

VI. 田老断層および剪断帯

VI-1. 剪断帯

田老断層については次項で述べるが、田老断層の西側には、石英安山岩・安山岩・花崗閃緑岩起源のミロナイトが分布している。加納(1950a, 1950b, 1958)、加納・武藤(1951)は、同じ地域において雁行状に配列する剪裂帯(田老剪裂帯)を定義づけたが、加納(1950ほか)のいう剪裂帯はミロナイト化している部分の分布とは必ずしも一致しない。加納(1950b)は、“剪裂帯は、物理的・機械的性質を異にする岩相の互層部に発達し、岩質の均一な部分には存在しない”と述べている。このことより、石英安山岩などの岩質の均一な部分ではミロナイト化し、岩相の境界部や互層部では加納の言う剪裂帯のような層面で滑る形式の剪断が行なわれたと考えられる。両者を含めて剪断をうけた部分をすべて包含した帯状の地域(主剪断帯と呼ぶ)は、NS 方向に延びている。各剪断帯(二次剪断帯と呼ぶ)は、主剪断帯中に NNW-SSE 方向の雁行状配列をして

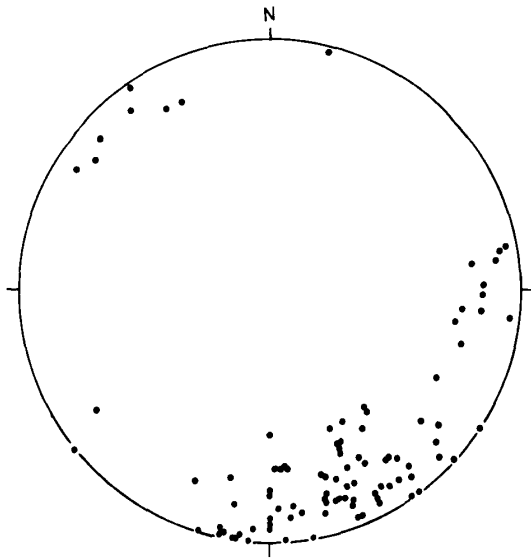


Fig. 5. Equal area projection of the poles of minor faults in the Tanohata granodiorite of the Saruyama district (lower hemisphere).

いる。

二次剪断帯中の片理面・滑り面などの面構造の極投影は、 $N20^{\circ}W$, $50\sim60^{\circ}W$ 付近に集中し (Fig. 6), 主剪断帯の延びの方向とは明らかに斜交している。この面構造上には、線構造が観察されることがある。線構造を構成するものは、定向配列した黒雲母・絹雲母・斜長石などである。線構造は $N45^{\circ}E$, $55^{\circ}SW$ 付近に集中し (Fig. 7), 面構造の傾斜方向にほぼ一致する。田老町夏穂沢では、原地山層の石英安山岩起源のミロナイトの面構造上に、斜長石が定向配列した線構造 ($N45^{\circ}E$, $54^{\circ}SW$) がみられる。斜長石は、長軸方向に垂直な伸張割目 (tension fracture) によっていくつかに分断されている。その破断面は σ_3 (最小主応力軸) に垂直であるから、二次剪断帯形成の局所的応力場は、 σ_1 (最大主応力軸) が $NEE-SWW$ 方向で水平方向、 σ_3 がほぼ鉛直方向である。これらのことより、二次剪断帯は Skempton (1966) の thrust shear

に相当するものとみなすことができる。

二次剪断帯が“ミ”型の雁行状配列をし、それらが thrust shear により形成されたものであることから、主剪断帯は右ずれ方向の水平横ずれを伴う、あるいはそれのみによる運動を行なったと考えられる。主剪断帯の延びの方向と一致した主剪断面 (主断層) は形成されていない。田老断層以西に剪断帯は分布していないことから判断すると、田老断層を主断層とするのはかえって不自然である。このミロナイト形成時の変位量は、非常に小さいものであったと考えられる。

次に、ミロナイトの形成時期について述べる。田野畑村猿山東方では、原地山層の安山岩が、花崗閃緑岩体進入時の熱変成作用により黒雲母普通角閃石ホルンフェルス化している。さらにそれらは剪断をうけてミロナイト化しており、本来輝石の斑晶だったものが熱変成作用により普通角閃石に変化し、それが剪断によってポーフィロクラスト化している。オノ神沢、田老鉦山奥などの剪断をうけた岩石においては、剪断によって歪んだ粒子が再び安定な球形に再結晶しているのが薄片で観察される。

福留 (1978) によれば、ミロナイトの形成には約 $300^{\circ}C$ 以上の温度条件が必要であるという。この温度条件をこれらの岩石の地下埋没時の温度勾配に求めるのは、本地域東部の岩石の変成度が低いために不都合であろう。とするとこの温度条件を満たす要因としては、花崗閃緑岩体進入時の熱以外には考えられない。ミロナイト分布地域の岩石の熱変成作用による変成度は角閃岩相にまで達しており、この温度条件を十分満たしている。花崗閃緑岩は、IV章で述べたように田老型花崗閃緑岩と宮古型花崗閃緑岩の2つに分類されており、前者のほうが後者よりも早期に進入したとされているが、田老型花崗閃緑岩の胡桃畑岩体中にはミロナイト化している部分が観察される。以上のことより、ミロナイトを形成した剪断の時期は、宮古型花崗閃緑岩の進入時であると考えられる。

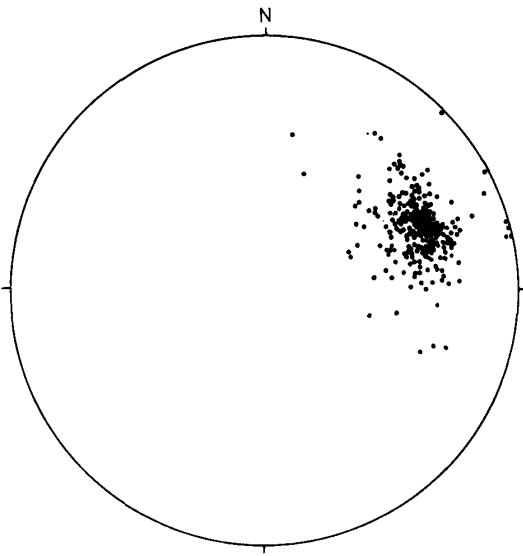


Fig. 6. Equal area projection of the poles of foliations in the shear zone (lower hemisphere).

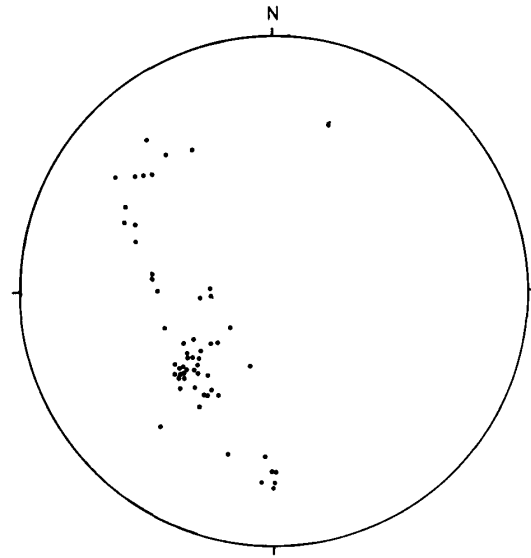


Fig. 7. Equal area projection of lineations in the shear zone (lower hemisphere).

VI-2. 田老断層 (Tarô Fault)

田老町加倉西方では、原地山層の安山岩が中倉層の黒色頁岩と直接接するところが観察される。この境界面が田老断層に相当する。断層面には断層粘土・断層角礫はみられないが、断層面付近で中倉層の黒色頁岩に片理がよく発達し、波長数cmの flexural flow 型の褶曲が観察される部分もある。断層面は周辺の地層の層理面と調和的で、走向 NS~N10°W, 傾斜は約 50°W である。この付近では田老断層の東側は田老-宮古背斜の西翼部にあたり、西側が上位の正常な重なりを示す。いっぽう田老断層の西側は槻の橋背斜の東翼部に相当し、地層は西傾斜ながら東側が上位の逆転した層序を示している。また、田老断層の東側は南へプランジした背斜構造となっているため、断層に対しては南へゆくほどより上位の地層が接している。これに対して、西側は本地域全域を通じて常に中倉層の砂岩・頁岩が接する。田老断層の変位については、見かけ上田老断層の西側により下位の層準が分布している事実により、西側の相対的上昇と考えることができるが、絶対的な運動センスは不明である。

前項で述べた剪断帯は田老断層の東側のみに分布し、西側には延びていない。すなわち田老断層はこの剪断帯を明らかに切っている。一方、田老断層は田老町末前以南では宮古花崗閃緑岩体にその延長を断たれている。また、田老断層の断層面付近の黒色頁岩の片理・微褶曲には、花崗閃緑岩の熱の影響が認められる。したがって、田老断層はミロナイトを形成した剪断の直後に活動したと考えられる。

田老断層の活動は、宮城造山運動 (Hanzawa, 1961) と呼ばれる一連の造構運動の中に位置づけられるものである。そして、その性格としては、すでに形成されていた褶曲構造を切り、向斜構造ひとつ以上を欠如させるようなものではあったが、少なくとも堆積盆地を異にする2つの構造帯の境界をなすような“構造線”ではないと判断することができる。したがって、この断層を“田老構造線”と呼ぶよりも、単に田老断層と呼ぶほうが適当であると考ええる。

VII. ま と め

本地域の腰廻層以下の地層は、チャートの卓越したいわゆる北部北上型の堆積物からなっている。また、カリ長石を多量に含むアルコース質砂岩が存在することから、後背地には花崗岩質岩類が分布していたことが予想される。その上位の小本層からは、*Isodomella*・*Eomiodon* などの非海棲貝化石および植物化石を産出し、小本層堆積時には堆積盆地の海はかなり浅く、一部は陸水域であった可能性もある。さらに原地山層の膨大な火山岩類が堆積してゆく過程では、陸化していた部分もあったことは事実である。矢内（1973）によれば、宮古南方の鮎ヶ崎地域の原地山層最上部には、熔結凝灰岩が存在しているという。原地山層に対比される地層は南部北上山地にも分布しており、この前期白亜紀の火山活動がかなり広い範囲に及んだことを示している。

北部北上山地の地向斜性堆積盆地は、この時期をもって消滅し、それに引き続いて激しい造構運動（宮城造山運動）が起った。まず褶曲運動が起り、それと同時に斑岩類・田老型花崗閃緑岩などが貫入した。さらに宮古型花崗閃緑岩が進入し、その熱の影響下で剪断が起りミロナイトが形成された。さらにその直後に、褶曲構造・剪断帯を切って田老断層が活動した。

その後本地域は隆起し、侵蝕をうけた。そして、原地山層以下の地層と花崗閃緑岩体を不整合に覆って宮古層群が堆積した。

引 用 文 献

- 福留高明, 1978, “圧砕岩類”の形成条件, および内陸性浅発地震の震源深度との関連について. 日本地質学会東北支部会報, no. 8, p. 20-21.
- 花井哲郎・小畠郁生・速水 格, 1968, 白亜系宮古層群概報. 国立科博専報, no. 1, p. 20-28.
- Hanzawa, S., 1961, Facies and micro-organisms of the Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sediments of Japan and her adjacent islands. *Inter. Sed. Petrog. Ser.*, v. 5, p. 1-103, E. J. Brill, Leiden, Netherlands.
- 長谷弘太郎, 1952MS, 岩手県下閉伊郡岩泉町及小川村附近の地質. 東北大地質古生物卒論.
- , 1956, 小本附近に新たに確認された中生層. 総合研究「日本の後期中生界の研究」連絡紙, no. 3, p. 26-28.
- 本間弘次, 1962, 田老・中里産董青石岩の成因について—その1. 地質学雑誌, v. 68, no. 796, p. 1-16.
- 石田頼平, 1965MS, 岩手県下閉伊郡岩泉町安家周辺の地質. 東北大地質古生物卒論.
- 石井清彦・植田良夫・山岡一雄・山江徳載, 1953, 岩手県田老町付近の地質及岩石. 岩鉱会誌, v. 37, no. 2, p. 41-51.
- ・千藤忠昌・植田良夫, 1955, 岩手県北部北上山地 田野畑花崗岩体の多様性. 同上, v. 39, no. 5, p. 177-189.
- 加納 博, 1950a, 田老層状硫化鉄鉱床の地質学的並に岩石学的研究（第1部・地質構造と鉱床の関係）. 秋鉱地研報, no. 3, p. 18-44.
- , 1950b, 岩手県田老地方における董青石岩と層状硫化鉄鉱床との関係（交代作用の地質学的条件についての一考察）. 岩鉱会誌, v. 34, no. 5, p. 141-151.
- ・武藤矩靖, 1951, 田老鉱床における鍾の内変動帯の構造—とくに線構造と落しの問題に関連して. 地質学雑誌, v. 57, no. 672, p. 339-414.
- , 1958, 本州外側地向斜における白亜紀キースラーガー鉱床区の展望—北上外縁帯と四万十帯. 鉱山地質, v. 8, no. 32, p. 319-327.
- 河野義礼・植田良夫, 1965, 本邦産火成岩の K-A dating (II)—北上山地の花崗岩類—. 岩鉱会誌, v. 53, no. 4, p.

143-154.

工藤 成, 1965MS, 岩手県下閉伊郡岩泉町西部の地質. 東北大地質古生物卒論.

湊 正雄, 1950, 北上山地の地質. 地団研専報, no. 5, p. 1-20.

村田正文・杉本幹博, 1971, 北部北上山地よりトリアス紀後期コノドントの産出(予報). 地質学雑誌, v. 77, no. 6, p. 393-394.

Oishi, S., 1940, The Mesozoic Floras of Japan. *Hokkaido Imp. Univ., Jour. Fac. Sci., ser. 4*, v. 5, nos. 2-4, p. 125-480.

小貫義男・長谷弘太郎・鈴木 充, 1960, 北部北上山地, 岩手県小本・田野畑地方の所謂層位未詳古期岩類について. 地質学雑誌, v. 66, no. 780, p. 594-604.

———, 1963, 構造発達史から見た北上山地の特長. 日本地質学会第70年総会討論資料, p. 1-13.

———, 1969, 北上山地地質誌. 東北大地質古生物研邦報, no. 69, p. 1-239.

柴田 賢・柳 喙・浜本礼子, 1977, 北上山地の中生代花崗岩・火山岩の年代(演旨). 岩鉱会誌, v. 72, no. 3, p. 119-120.

島津光夫・田中啓策・吉田 尚, 1970, 5 万分の 1 地質図, 田老および同説明書, 54 p., 地質調査所.

白井慶治, 1952MS, 北部北上山地岩手県下閉伊郡安家村及岩手郡江刺村東部の地質. 東北大地質古生物卒論.

Skempton, A. W., 1966, Some observations on tectonic shear zones. *Proc. First Congr. Inter. Soc. Rock Mechanics*, p. 221-238.

杉本幹博, 1969, 北上外縁帯, 岩手県小本・田野畑地域の中生層. 東北大地質古生物研邦報, no. 70, p. 1-22.

———, 1972, 北部北上山地, 葛巻構造線および田老構造線について. 同上, no. 73, p. 97-109.

———, 1974, 北部北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究. 同上, no. 74, p. 1-48.

鈴木 充, 1957MS, 岩手県下閉伊郡田野畑村付近の地質. 東北大地質古生物卒論.

海野孝宏, 1965MS, 岩手県下閉伊郡岩泉町東部の地質. 同上.

Yabe, H., 1914, Mesozoische Pflanzen von Omoto. *Tohoku Imp. Univ., Sci. Rep. 2nd ser. (Geol.)*, v. 1, no. 4, p. 57-64.

矢内桂三, 1973, 北上外縁帯鮎ヶ崎地域の原地山層(演旨). 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 73.

吉田 尚, 1966, 地質調査所 UMP-A 帯研究成果. UMP 地質構造部門 A-zone 連絡紙, no. 7, p. 12-14.

———, 1975, 東北日本古・中生代地向斜の分化と発展. 地団研専報, no. 19, p. 103-114.

Geologic Development of the Southern Part of "Taro Belt" and "Iwaizumi Belt" in the Kitakami Massif, Northeast Japan

Yasushi Yamaguchi, Haruaki Tsushima and Nobu Kitamura

Abstract

To elucidate the geologic development of the North Kitakami belt, the southern part of "Taro belt" and "Iwaizumi belt" has been investigated from the stratigraphical point of view.

Stratigraphic sequences in the studied area are as follows.

Age	Formation	Lithology
EARLY CRETACEOUS	Miyako Group	sandstone conglomerate
	Harachiyama Formation	andesite, dacite
	Omoto Formation	black shale
LATE JURASSIC	Koshimeguri Formation	sandstone
	Magisawa Formation	chert, sandstone
JURASSIC TRIASSIC ?	Takayashiki Formation	sandstone, shale
	Akka Formation	limestone
	Nakakura Formation	sandstone, shale
	Aizawa Formation	chert

This area is divided into the western and eastern areas by the Taro fault. The Aizawa, Nakakura, Akka and Takayashiki formations are distributed in the west and the Magisawa, Koshimeguri, Omoto and Harachiyama formations are in the east. These formations are strongly folded, overturned in places and intruded by granodiorites. The Miyako Group unconformably overlies the older formations and granodiorites.

In this paper special attention has been concentrated on the boundary between the "Taro belt" and the "Iwaizumi belt". The "Taro belt" has been considered to be separated from the "Iwaizumi belt" by the "Taro tectonic line". However, field evidences given by the present study indicate that the "Taro tectonic line" is not such significant tectonically that it has been pointed out. Therefore the fault is here called simply Taro fault.

Along the eastern side of the Taro fault, a shear zone of N-S trend is developed, and is here called the primary shear zone. The Taro fault, which cuts this shear zone, is not considered to be a main shear plane of the primary shear zone. Secondary shear zones of NNW-SSE trend are also recognized in echelon arrangement in the primary shear zone. These shear zones composed of or associated with mylonite are regarded to have been formed by thrust shear in the sense of Skempton (1966). It is probable

that the primary shear zone was formed under the right lateral transcurrent movement. Evidences given by both field and laboratory works reveal the facts that this transcurrent movement had continued during the intrusion of the Miyako and Tanohata granodiorites and that the Taro fault was formed thereafter under the thermal influence of these granodiorites.

Therefore it is here concluded that the Taro fault does not have significant meaning so as to mark the boundary between two different belts; the Taro and Iwaizumi.